

Гипотезы, идеи, дискуссия

УДК 551.7+551.25 (235.223)

ИНВЕРТИРОВАННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД В ПРОЦЕССЕ ИНТРОДУКЦИИ (ВНЕДРЕНИЯ) ГИПЕРБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ МАССИВОВ ОКИНО-КИТОЙСКОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

И.Н.Семейкин

Иркутский государственный технический университет, 664074, Россия, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83.

Изучены минеральные преобразования на тектонических контактах базит-гипербазитовых массивов и вмещающих их пород в пределах Окино-Китойского района Восточного Саяна. Определяется, что все массивы как твердые тела внедрялись в окружающие породы под небольшим углом, образуя два тектонических контакта. При продвижении гипербазитовых тел на границе контактирующих пород, благодаря трению возникала высокая прогрессирующая температура, и происходили зонально-минеральные инверсионные преобразования пород. Процесс предлагается назвать интродукцией. Приводятся признаки, присущие каждому из двух аллохтонных процессов – обдукции и интродукции.

Библиогр. 19 назв. Ил. 4. Табл. 1.

Ключевые слова: интродукция; гипербазиты; серпентин; тальк; амфибол; зональность.

INVERTED METAMORPHISM OF ROCKS DURING INTRODUCTION OF ULTRAMAFIC-MAFIC MASSIFS OF THE OKINO - KITOI DISTRICT (THE EAST SAYAN)

I.N. Semeikin

Irkutsk State Technical University, 83 Lermontov St., Irkutsk, 664074, Russia.

Mineral transformations on tectonic contacts of mafic-ultramafic massifs and their host rocks are studied within the Okino – Kitoi district of the Eastern Sayan. It is found that all massifs as solids were introduced in host rocks at a sharp angle and, as a result, formed two tectonic contacts. The advance of ultramafic bodies caused progressive increase in temperature on the border of contacting rocks due to friction, and zonal-mineral inversion transformations of rocks. It is proposed to refer to the process as introduction. The characteristics intrinsic of each of the two allochthonous processes - abduction and introduction - are given.

19 sources. 4 figures. 1 table.

Key words: introduction; ultramafites; serpentine; talc; amphibole; zoning.

В юго-восточной части Восточного Саяна, в пределах Окино-Китойского района, широко распространены массивы базит-гипербазитовых пород, с которыми связаны многочисленные проявления и месторождения хромита, асбеста, нефрита.

История вопроса. Геологическими работами XX века были выделены два комплекса базит-гипербазитовых пород: боксонский – базитовый и ильчирский – гипербазитовый. Боксонский комплекс картировал-

ся, главным образом, в Окинском синклинии, ильчирский – в Ильчирском синклинии и обрамлении Гарганской глыбы, разделяющей эти рифей-палеозойские структуры и сложенной архейскими метаморфическими образованиями.

С момента выделения этих комплексов стоял вопрос об их генетической природе и характере внедрения в осадочные толщи. Первоначально их считали производными основной и ультраосновной магм, внедрившихся в оса-

¹Семейкин Игорь Николаевич, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, тел.: (3952) 405653. Semeikin Igor, Candidate of Geological and Mineralogical sciences, Associate professor, tel.: (3952) 405653.

дочные породы как интрузии. В 60-е гг. определилось, что основная магма, кристаллизуясь при температуре 1000-1300⁰, реально может существовать в земной коре, образуя любые формы кристаллических пород. Ультраосновная магма кристаллизуется при температуре 1350-1800⁰ в верхней мантии и в земную кору попадает лишь в твердом состоянии, в виде крупных пластинчатых тел [4].

Встает второй вопрос, каким путем офиолитовые тела проникают во вмещающие породы? Р. Колман [7] рассматривает офиолиты как часть океанической литосферной плиты, отколовшейся в ходе субдукции и переместившейся в виде тектонического покрова на континент, и считает, что такой вид движения (обдукция) офиолитовых пластин, наблюдаемых во многих районах Земного шара, являлся основным. Вместе с тем он не исключает возможность и других видов аллотигенного движения офиолитов – протрузии, диапиры, гравитационное оползание. Протрузивными телами гипербазиты многих районов мира считают В.В. Велинский, Г.В. Пинус [4], Ф.П. Леснов [10] и др. Не исключают проявление некоторых офиолитов в осадочных породах в виде протрузий А.Л. Книппер [6] и А.Н. Сутурин [18].

В последние десятилетия большая группа исследователей (Н.Л. Добрецов, Е.В. Складаров, В.Н. Медведев, А.Б. Кузьмичев и др.), детально изучив все основные базит-гипербазитовые массивы района, определили их как кумулятивно-реститовые офиолитовые комплексы, обдуцированные в виде крупных аллохтонов на все рифейские осадочные толщи вплоть до архейских образований Гарганской глыбы. Н.Л. Добрецов с соавторами [5] представляет массивы как пакеты многих тектонических пластин, в том числе пластин вмещающих пород, разделенных различным по составу меланжем. В представленных этими авторами схемах в строении массивов не просматривает-

ся каких-либо зональных изменений пород, а тальксодержащие образования определяются ими как меланж.

По данным А.Н. Сутурина [18] в центральной части всех описываемых массивов выделяются неизменные дуниты и гарцбургиты, небольшие тела базитов и симметрично окружающие их вторичные породы: серпентиниты и тальк-карбонатные образования. Зональность в минеральных изменениях гипербазитов Урала отмечают также Д.С.Штейнберг и И.С.Чашухин [19].

По А.Б. Кузьмичеву [9] обдукция офиолитов, начавшаяся до образования сумсунурских гранитов (790 млн. лет), затронула все породы осадочного чехла Гарганской глыбы. Аллохтон, по его мнению, двигаясь, «сдирал» с нее все породы (а это отложения иркутской, ильчирской и сархойской (барунгольской) свит мощностью до 3700 м), доходя порой до архейского фундамента. На самом деле трудно, можно сказать, невозможно представить как офиолитовая пластина мощностью 2 км, двигаясь, толкала перед собой подобно бульдозеру многокилометровую толщу осадочных пород и не оставляла при этом на пути следования никаких следов. Грубообломочные породы большой мощности (около 510 м) Олот-Горлык-Гольского междуречья, на которые ссылается автор этой идеи, встречаются лишь в одном разрезе в качестве базального горизонта горлыкской (боксонской) серии верхнего рифея-кембрия и сложены исключительно песчаниками и доломитами хушатайской свиты [16].

В 70-80-е гг. XX столетия, занимаясь стратиграфией рифей-палеозойских отложений Окино-Китойского района, автор обратил внимание на то, что карбонатно-сланцевые породы иркутской и ильчирской свит вблизи контакта с гипербазитами и серпентинитами изменены, превращены в тальк-тремолитовые (кремнистые доломиты) и актинолитцоизитовые (кварц-серицит-хлоритовые сланцы) породы. Последние нередко определяли как metabasalts в составе

ильчирской свиты. В последние годы автор посетил практически все базит-гипербазитовые массивы района с целью изучения приконтактных минеральных образований в офиолитах и вмещающих их породах.

Контактные изменения офиолитов и вмещающих пород отдельных районов мира отмечали многие исследователи. Наиболее полный обзор работ о взаимоотношениях гипербазитов с вмещающими породами приводится З.Б. Абдуллаевым [1]. Одни геологи, определяя появление на контакте таких минералов как амфибол, гранат, эпидот, цоизит, считали их скарнами, доказывая этим образование базит-гипербазитовых пород из магматического расплава. Другие авторы, не видя на контакте минеральных новообразований или придавая таковым незначительную роль, определяли тектоническое взаимоотношение пород. Ряд геологов называет контактовые новообразования листовитами и родингитами.

Исследуя контактные зоны базит-гипербазитовых массивов и вмещающих пород Окино-Китойского района, автор однозначно определяет тектоно-протрузивную форму внедрения магматических тел и предлагает назвать такой процесс *интродукцией* (латинское *introduction* – введение, внедрение), главным следствием которой является термальное преобразование пород контактирующих тел под действием прогрессирующей силы трения.

Говоря об интродукции офиолитов, необходимо определить время ее проявления и позицию контактирующих пород. Возраст офиолитов, указанный в работе А.Б. Кузьмичева [9], составляет 1020 млн. лет. Время внедрения офиолитов можно определить по трем моментам:

- граниты сумсунурского комплекса – 790 млн. лет [9] содержат фрагменты офиолитов, что указывает на их интродукцию в предсумсунурское время;

- офиолиты внедряются в сархойские вулканиды (массив Харанурский) и да-

лее рассекают породы ильчирской и иркутской свит, что указывает на их образование в послесархойское время, а возраст сархойских игнимбринов определен в 782 ± 11 млн. лет [9];

- диабазы Дунжугурского массива трансгрессивно перекрываются доломитами хушатайской свиты, лежащей с перерывом на сархойских вулканидах [17], что свидетельствует о времени интродукции офиолитов до начала хушатайского литогенеза.

Таким образом, промежуток времени между образованием среднерифейских офиолитов и их внедрением в верхнерифейские породы иркутской, ильчирской и сархойской (барунгольской) свит определяется в пределах 200 млн. лет. За это время осадочные породы не претерпели заметно выраженного метаморфизма и на момент внедрения офиолитов лежали субгоризонтально на породах гарганского фундамента. Судя по элементам залегания клиновидных форм офиолитов и вмещающих пород [18], угол внедрения магматических тел в осадочные составлял не более 20° , и в такой позиции у протрузий определяются два тектонических контакта (верхний и нижний), в то время как при обдукции офиолитовых тел образуется лишь один ярко выраженный нижний тектонический контакт с подстилающими породами [7, 2].

Объектами наших исследований стали массивы, закартированные как в Ильчирском синклинории и обрамлении Гарганской глыбы (Ильчирский, Улан-Сарьдагский, Хара-Нурский и Оспинский), так и в Окинском синклинории (Дунжугурской и Ондольтойской).

Контактные изменения пород. *Ильчирский массив* узкой полосой проходит по водоразделу рек Арлык-Гол – Самарта и далее через долину р. Самарта выходит на водоразделе рек Самарта – Хойто-Улзыта. Контактные зоны массива изучались по трем его пересечениям. Разрезы описываются в направлении от нижнего контакта к верхнему.

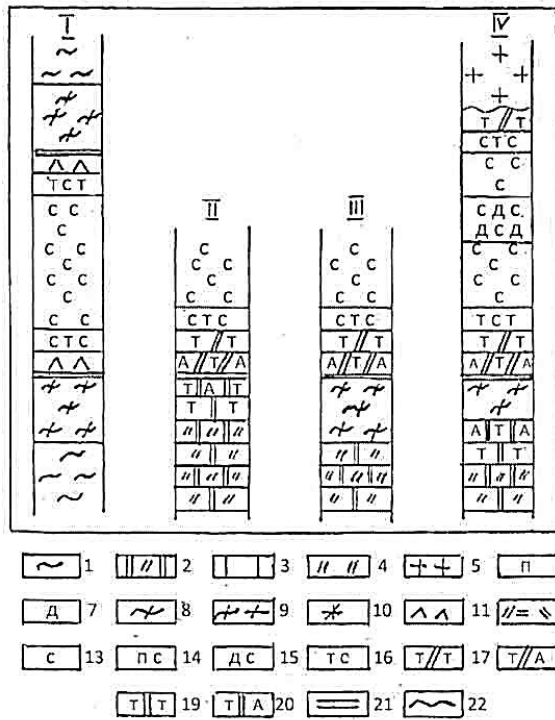


Рис. 1. Контактные изменения офиолитов Ильчирского (разрезы I, II, III) и Улан-Сарьдагского (разрез IV) массивов и вмещающих их пород.

Разрезы: I – водораздел р.р. Арлык-Гол – Самарта, II, III – водораздел р.р. Самарта – Хойто-Улзыта, разрез IV – руч. Скалистый.

1 – сланцы неизменные; 2 – доломиты кремнистые; 3 – известняки; 4 – силициты; 5 – граниты; 6 – перидотиты; 7 – дуниты; 8 – сланцы измененные; 9 – слюдистые алевролиты измененные; 10 – граниты измененные; 11 – габбро измененные; 12 – туфы измененные; 13 – серпентиниты; 14 – перидотиты серпентинизированные; 15 – дуниты серпентинизированные; 16 – тальк-серпентиновые породы; 17 – талькиты магнетитсодержащие; 18 – талькиты амфибол-магнетитсодержащие; 19 – доломиты тальксодержащие; 20 – доломиты амфибол-тальксодержащие; 21 – контакт тектонический; 22 – контакт магматический

На водоразделе рек Арлык-Гол – Самарта массив пронизывает породы ильчирской свиты. В 350 м от нижнего контакта породы представлены известковистыми кварц-серицит-хлоритовыми сланцами (рис.1, разрез I) и не затронуты тектоно-термальным процессом. В 250 м от контакта в сланцах начинают развиваться мелкие зерна цоизита и эпидота по хлориту, а вблизи контакта (20 м.) сланцы значительно изменены, имеют кварц-актинолит-цоизит-эпидо-

товый состав с небольшим количеством хлорита.

Тектонический контакт выражен сланцевой дресвой, за контактом – порода трещиноватая, имеет цоизит-актинолитовый состав с лейкоксенизированным рудным минералом и редкими зернами плагиоклаза – измененный габбронорит мощностью 50 м. Гипербазиты полностью серпентинизированы. Вблизи контакта с цоизит-актинолитовой породой серпентиниты содержат пятнообразные включения талька, а в центральной части тела они представлены лизардит-хризотилом с бруситом (без талька). Мощность серпентинитов порядка 800 м, местами в них присутствуют тектонические линзы измененных кварц-слюдистых сланцев. У верхнего контакта серпентиниты с тальком сменяются вновь блоком измененных габброноритов – массивной цоизит-актинолитовой породой мощностью 30 м.

Верхний контакт проявлен резким изгибом в рельефе и сланцевой дресвой. За ним наблюдаются измененные вмещающие породы – сланцы кварц-хлорит-эпидот-цоизит-актинолитового состава. Они прослеживаются на расстоянии около 200 м, сменяясь неизменными кварц-карбонат-хлоритовыми сланцами.

Второе пересечение массива пройдено вдоль подножья левого склона долины р. Самарта. Здесь разрез практически повторяет первый и отличается лишь несколько увеличенной мощностью серпентинитов.

В третьем пересечении (водораздел рек Самарта – Хойто-Улзыта) разрез изучен в направлении от серпентинитов к нижнему контакту (см. рис.1, разрез II). Серпентиниты центральной части массива имеют лизардит-хризотил-магнетитовый состав и содержат магнетит (редкие зерна) и брусит (до 10% породы). В 70 м от контакта в серпентинитах, представленных хризотил-антигоритом, исчезает брусит, появляется тальк, количество которого с приближением к контакту

постепенно увеличивается. Тальк развивается по серпентину в виде мелких изометричных пятен и крупных бесформенных образований. Вблизи контакта он слагает порядка 75% породы, определяемой как талькит, в нем появляются призматические кристаллы антофиллита и куммингтонита. Присутствие антофиллита подтверждается также термическим анализом.

Тектонический контакт выражен крупными вертикально стоящими линзовидными пластинами серпентинита (с тальком и антофиллитом). За тектонической зоной находятся измененные вмещающие породы – кремнистые доломиты с тальком и тремолитом, которые слагают до 40% породы. При удалении от контакта в доломитах становится меньше тремолита, преобладает тальк и в 90 м от контакта в коренных выходах наблюдаются исходные неизмененные кремнистые доломиты.

Через 600 м к северу по простиранию контакта доломиты перекрываются 100-метровым слоем измененных сланцев. Доломиты под сланцами не изменены, лишь обладают резко выраженным волнистым погасанием зерен. Сланцы, начиная с основания слоя, постепенно изменяются. В них появляются мелкие зерна эпидота, цоизита, чешуйки актинолита, сохраняется хлорит. С середины и до конца слоя сланцы представлены разномасштабным агрегатом эпидота, цоизита, актинолита и небольшим количеством кварца (см. рис.1, разрез III).

В 1953-1958 г.г. на юго-западном фланге Ильчирского массива проводилась детальная разведка месторождения хризотил-асбеста (Ильчирское месторождение). Горно-буровыми работами установлено зонально-концентрическое строение [12] массива, сложенного, главным образом, серпентинитами. В разрезе он обладает клиновидной формой, ограниченной с двух сторон зонами разломов, которые сходятся на глубине. Зональность массива на плане и в разрезах выражена разной структурой

хризотил-асбеста (рис. 2). Наиболее продуктивной является центральная (ядерная) часть клиновидного тела, здесь же встречаются фрагменты незамещенных перидотитов; на периферии тела, вблизи тектонического контакта, находится зона талькитов.

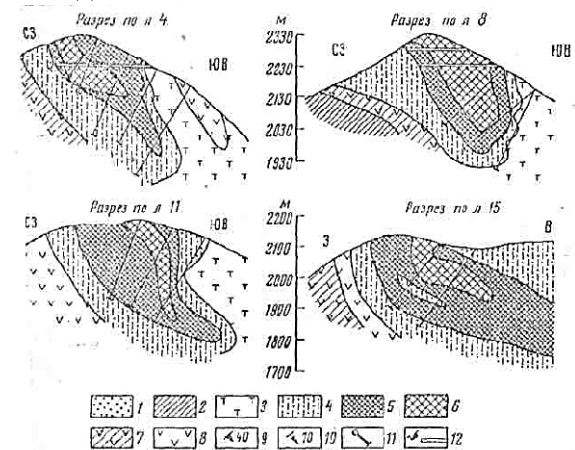


Рис. 2. Разрезы Ильчирского массива на Ильчирском месторождении хризотил-асбеста (по Н.С.Круцко):

1 – делювиальные и ледниковые отложения; 2 – метаморфические сланцы ильчирской свиты; 3 – тальк-карбонатные породы; 4 – серпентиниты с просечками асбеста; 5 – серпентиниты с асбестоносностью типа мелкой сетки; 6 – серпентиниты с асбестоносностью типа крупной сетки; 7 – серпентиниты рассланцованные; 8 – серпентиниты массивные; 9 – падение сланцев; 10 – падение контактов горных пород; 11 – разведочные скважины; 12 – разведочные штольни

Улан-Сарьдагский массив сравнительно небольшой линзообразной формы находится на водоразделе рек Хойто-Улзыта, Самарта, Амбарта-Гол. Он сложен дунитами, отороченными измененными породами, и залегает в породах иркутской свиты. По нему сделано одно пересечение (см. рис.1, разрез IV).

Со стороны нижнего контакта гипербазиты подстилаются сланцами и доломитами. Сланцы на всю мощность слоя (120 м) изменены, превращены в кварц-хлорит-цоизит-актинолитовую породу. Ниже залегает слой доломитов, верхняя часть которого изменена с образованием талька и тремолита, нижняя

сложена неизменными кремнистыми доломитами.

Тектонический контакт не наблюдается – завален глыбами магнезит-антофиллит-тальковых и магнезит-тальковых пород. Первые, предполагается, находились в коренном залегании вблизи контакта, последние – на некотором удалении от него. Тальковая зона в этой части массива в коренном залегании маломощная, обогащаясь постепенно серпентином, она сменяется лизардит-хризотилловыми серпентинитами, содержащими магнезит и брусит. Центральная часть разреза сложена серпентинизированными и неизменными дунитами. К верхнему контакту неизменные дуниты вновь серпентинизируются и далее сменяются оторочкой серпентинитов с большим количеством магнезита.

По мере приближения к верхнему контакту в серпентинитах появляется и постепенно количественно увеличивается тальк. Затем в разрезе исчезает серпентин, порода становится тальк-магнезитовой и в конце разреза чисто тальковой. Тектонический контакт в северной части массива отсутствует, закрыт интрузией гранитов. Не исключено, что резкое увеличение талька за счет серпентина на севере массива может быть связано с воздействием гранитной магмы.

Хара-Нурский массив занимает водораздельное пространство между правыми притоками р. Урик: Зун-Холба, Барун-Холба и Хара-Жалга. На северо-западе он тектонически контактирует с породами сархойской свиты, на юге – с ильчирской и иркутской свитами. Массив имеет сложную очковую конфигурацию. Центральные части очковых форм сложены дунитами и гарцбургитами, окруженными со всех сторон измененными породами.

Контактные образования массива изучены по 3-м пересечениям. В разрезе по р. Зун-Хара-Гол вскрывается юго-западная часть массива (рис.3, разрез V). Вблизи нижнего контакта, как и в

предыдущих массивах, залегают измененные вмещающие породы – тальк-тремолитовые кремнистые доломиты мощностью 60 м. Они сменяются разнозернистыми силицитами (мощность 450 м) и далее неизменными углеродистыми сланцами кварц-хлорит-серицитового состава. За тектоническим контактом массив представлен полосой (55 м) тальк-серпентиновых пород и далее серпентинитами с магнезитом. Такие же тальк-серпентиновые породы, переходящие в талькиты, находятся вблизи верхнего контакта. Приконтактные вмещающие породы представлены кремнистыми тальк-тремолитовыми доломитами (70 м) и измененными дацитовыми туфами (200 м). Туфы, сложенные обломками кварца, плагиоклаза и хлорит-эпидот-актинолитовым цементом, сменяются неизменными кремнистыми доломитами.

Второе пересечение выполнено по водораздельному перевалу между р.р. Барун-Холба и Зун-Хара-Гол (см. рис.3, разрез VI). Офиолиты здесь подстилаются дайкой порфировидных плагиогранитов. Породы трещиноватые, лимонитизированные, дробленые, на контакте милонитизированы, по трещинам развивается микрозернистый эпидот и серицит. Мощность гранитов – 5 м, за ними – неизменные породы иркутской свиты: слюдистые кварцевые алевролитопесчаники и кварц-серицит-хлоритовые сланцы.

Со стороны массива приконтактная часть представлена талькитом, содержащим магнезит до 20%. На контакте тальк уплощенно-чешуйчатый, по нему развиваются призматические кристаллы антофиллита и тремолита (10%) размером до 1,5 мм, карбонат в округлых уплощенных зернах и вытянутых линзовидных образованиях. При удалении от контакта в талькитах исчезает амфибол, появляется серпентин (антигорит-хризотил) и в 50 м от контакта породы представлены лизардит-хризотилловыми серпентинитами с примесью талька. В серпентинитах посте-

цией, состоит из двух отдельных широтных линзовидных тел, разделенных породами ильчирской свиты. На юге массив контактирует с породами барунгольской (сархойской) свиты, на севере его обрамляет ильчирская свита.

Тремя пересечениями была изучена лишь южная линза массива, из них наиболее полно исследован разрез VIII (см. рис.3,) от оз. Ильчир до р. Горлык-Гол. Нижний контакт этой линзы вскрыт канавой, в которой вмещающие породы на контакте представлены катаклазированными тремолит-тальковыми, кварц-тальковыми доломитами (2 м) и кварц-хлорит-эпидот-цоизитовыми сланцам (5 м). Сменяются эти породы к северу алевритистыми известняками (50 м), а далее вновь следуют кварц-эпидот-цоизит-актинолитовые сланцы и слюдистые алевролиты с включениями мелкозернистого эпидота (350 м). В конце разреза канавой вскрывается верхний тектонический контакт с северной линзой массива. За тектоническим контактом породы верхней части северной линзы – талькиты, тальк-серпентиновые породы и серпентиниты.

Все вмещающие породы (кроме известняков), слагающие перемышку между двумя телами офиолитов, изменены термально-тектоническим процессом, что позволяет предполагать автономное перемещение тел. Южное тело Оспинского массива повторяет контактовые преобразования пород вышеописанных массивов. В данном разрезе на нижнем контакте находятся тонко рассланцованные талькиты с магнезитом. Тальк содержит иногда фрагменты призматических кристаллов антофиллита и тремолита. В талькитах по мере удаления от контакта исчезает амфибол, увеличивается количество магнезита. В 80 м от контакта в породах тальк радиально-лучистый составляет 60%, магнезит – 40%. Далее появляется и количественно увеличивается серпентин хризотил-антигоритового состава, постепенно исчезает тальк, а через 250 м эти породы сменяются серпентинитами.

Серпентиновая оторочка южного тела на схеме А.Н.Сутурина [18] слагает до 50% его площади, но ширина полос образования серпентина не выдержана. В восточной части тела, в 600 м от озера, лизардит-хризотилловые серпентиниты следятся не более чем на 300 м и резко сменяются серпентинизированными гарцбургитами. Серпентин, представленный лизардитом развивается в виде прожилков по трещинам, которыми разбито большинство кристаллов породы. С приближением к центру тела уменьшается серпентинизация кристаллов, наблюдаются неизменные перидотиты (гацбургиты, лерцолиты) и в центре находятся дуниты.

По направлению к верхнему контакту, на левом склоне долины р. Горлык-Гол, все повторяется в обратном порядке. Серпентиниты здесь слагают полосу шириной до 1,2 км, представлены лизардит-хризотилом, содержат в небольшом количестве брусит. В серпентинитовой полосе встречаются глыбы полуизмененных габброноритов. Ближе к контакту серпентиниты обогащаются тальком и переходят в талькиты с магнезитом (до 20%), на контакте наблюдается антофиллит и тремолит. Тальк радиальнолучистый, разъедает зерна магнезита.

Тектонический контакт проявлен здесь наиболее четко во вмещающих породах, представленных слюдистыми алевролитами. На контакте они раздроблены, рассланцованы, обогащены зернами кварца (70%) и тонкочешуйчатым серицитом (25%). В раздутых линзах серицита присутствует хлорит, замещенный микро-мелкозернистой эпидот-цоизитовой массой. Такие слабо измененные обломочные породы следятся около 200 м, до конца склона долины.

Второе пересечение офиолитовой линзы выполнено по верхней ее части на левом склоне долины р. Горлык-Гол, вблизи руч. Хуша-Гол (см. рис.3, разрез IX). Над верхним контактом офиолитовой линзы вмещающими породами яв-

ляются серицит-хлоритовые алевролитосланцы с прослоями алевритистых известняков. В 50 м от тектонического контакта выходят измененные вышеописанные сланцы с эпидотом, цоизитом и актинолитом – минералами, развивающимися по хлоритовым слойкам. Измененные породы тонко рассланцованы с многочисленными зеркалами скольжения, что позволяет предполагать здесь наличие тектонической зоны. Чуть выше зоны, на бровке склона, залегают серпентиниты баститовые с магнезитом и прожилками талька, которые затем сменяются лизардитовыми и лизардит-хризотиловыми серпентинитами большой мощности с бруситом и магнезитом и далее серпентинизированными гарцбургитами. По данным А.Н. Сутурина [18] в серпентинитах присутствуют мелкие линзы светлых кристаллических известняков и крупные линзообразные тела слабо измененных сланцев.

Еще один разрез южной линзы, также ее верхней части, сделан на юго-западе, в верховье р. Саган-Гол (см. рис.3, разрез X). На контакте с офиолитами находятся магматические породы – плагиограниты, прослеженные на 500 м. Все они заметно катаклазированы – в начале разреза породы раздроблены, сложены обломками кварца, плагиоклаза и плагиогранитов, сцементированными серицит-хлоритовой массой. По хлориту развивается микро-мелкозернистый эпидот-цоизитовый агрегат. С приближением к верхнему контакту усиливается раздробленность породы. В 150 м. от контакта – это уже мелкообломочный катаклазит с серицит-хлоритовым цементом, в котором интенсивно развиваются эпидот и цоизит. На контакте породы милонитизированы, тонко рассланцованы, с большим количеством пелитизированного эпидот-цоизитового агрегата.

За тектоническим контактом наблюдаются измененные породы офиолитового комплекса. Вблизи контакта – залегает серпентин-магнезит-тальковая порода с содержанием талька

70%, магнезита –20%, серпентина (антигорита) – 10%. Через 30 м тальк-содержащие породы сменяются серпентинитами с магнезитом – 200 м и далее следуют серпентинизированные гарцбургиты.

Ондольтойский массив, вытянутый на 5 км в широтном направлении, находится в истоках правых притоков р. Урдо-Боксон, ручьев Ондольтой и Шерендете и располагается в породах дибинской (ильчирской) свиты. Массив сложен почти полностью габбро и небольшой подстилающей линзой серпентинитов. В одном пересечении изучен лишь его нижний тектонический контакт, вскрытый бульдозерной канавой. В 100 м от контакта выходят неизменные сланцы кварц-карбонат-серицит-хлоритового состава. В 50 м от контакта в хлорите развиваются мелкие зерна эпидота и цоизита, количество которых с приближением к контакту резко увеличивается. Вблизи контакта сланцы становятся существенно эпидот-цоизитовыми с примесью кварца и хлорита.

Тектонический контакт выражен маломощной (до 1 м) зоной тонкой сланцевой дресвы. Вдоль контакта залегают талькиты (30 м) со спорадически образованными кристаллами антофиллита, которые сменяются серпентинитами с тальком (70 м). Далее разрез не изучен.

Дунжугурский массив размером 5x15 км слагает междуречье Боксон – Ока, частично выходит на правобережье р. Ока. Тектонически он на востоке соприкасается со сланцами дибинской (ильчирской) свиты (нижний контакт), на западе – с породами сархойской свиты (верхний контакт). Массив изучался многими исследователями, по данным А.Б. Кузьмичева [9] он сложен полным комплексом пород офиолитовой ассоциации, содержит множество линзообразных тел дибинских алевролитосланцев. На нижнем контакте гипербазиты превращены в талькиты. Последние к центру массива сменяются сер-

пентинитами вначале с тальком, затем без него, и далее находятся серпентинизированные гарцбургиты и дуниты. Верхний контакт не изучался.

Весьма необычная картина наблюдается в юго-западной, торцовой части массива, окруженной базальным горизонтом забитской свиты. Здесь, на правом берегу р. Урдо-Боксон, в отвесном скальном выходе обнажаются зеленые мелкозернистые диабазы, переходящие в трещиноватые вишневые. По трещинам развивается желто-белый доломит. Через 2,5 м на диабазах лежит слой конгломерато-брекчий мощностью порядка 10 м. Породы состоят преимущественно из обломков вишневых и зеленых диабазов. Обломки остроугольные и полуокатанные, дресвяно-щелочные до глыбовых, сцементированы желто-белым доломитом. У многих вишневых обломков при расколе четко фиксируется зональное строение: вишневая оторочка к центру сменяется зеленым, неокисленным диабазом. Помимо диабазов, в обломках встречаются андезиты, андезито-базальты, серпентиниты и доломиты. Вверх по разрезу слоя в брекчиях уменьшается количество крупных обломков, появляются линзы песчаников с доломитовым цементом и доломитов. Обломочные породы с нормальным контактом перекрываются 5-и метровым слоем желто-белых доломитов хушатайской свиты, выше которых следуют конгломераты забитской свиты.

Скорее всего, подобное образование обломочных пород с хемогенным карбонатным цементом без видимых тектонических признаков обязано абразии – механическому разрушению возникшего в бассейне коренного выхода пород, в данном случае диабазов офиолитового комплекса [17]. Появление офиолитов на континенте или в акватории моря в виде островного сооружения возможно при восходящем движении отчлененной части океанической литосферы – обдукции или, как считает автор, интродукции. В данном случае по

ряду признаков, указанных ниже, процесс, проявившийся в протрузивной форме, соответствует интродукции. Образование у многих обломков (в шлифах и образцах) гематитовой оторочки, а также присутствие в обломочных породах полностью гематитизированных обломков свидетельствует о внедрении литосферной пластины в акваторию в раскаленном состоянии, ее расколе и закалке (окислении) многих обломков.

Результаты исследований. Рассмотренная серия разрезов гипербазитов с базитами и вмещающих пород в контактовых тектонических зонах показывает их повсеместно однотипный характер изменения. В общем плане гипербазиты, представленные дунитами и перидотитами, характеризуются таким последовательным рядом минеральных преобразований: серпентинизация, талькообразование, амфиболитизация.

Наиболее ярко здесь выражен самый ранний процесс изменения гипербазитов – серпентинизация. Развиваясь в равной мере по перидотитам и дунитам, серпентин образует вначале тонкие линзообразные и прожилковые формы в виде лизардита. Замещая постепенно оливин и пироксен, серпентин характеризуется уже двумя модификациями – лизардитом и в большей мере хризотилом, образует разной толщины оторочки вокруг гипербазитов и, замещая их целиком, слагает порой полностью отдельные массивы.

Появление серпентина сопровождается образованием брусита и магнетита. В наибольшей мере серпентинизации сопутствует магнетит, гораздо реже в серпентине проявляется брусит. В отдельных массивах эти два минерала развиваются в серпентине совместно.

Появление талька в серпентине проявляется частичным преобразованием последнего в антигорит. С увеличением количества талька серпентин становится безлизардитовым, хризотил-антигорито-вым. Лишь в отдельных разрезах в талькитах небольшая примесь серпентина представлена одним

антигоритом. Оталькование серпентинитов наблюдается во всех массивах, различаясь лишь интенсивностью, – наиболее мощная зона оталькованных пород зафиксирована в разрезе VIII Оспинского массива.

В талькитах наблюдаются призматические выделения магнезиального амфибола – антофиллита и куммингтонита – высокотемпературных минералов в рассматриваемом ряду. Гораздо реже в талькитах проявляется тремолит. Амфиболитизация талька достаточно локальна, проявляется не во всех массивах, в наибольшей мере она выражена в южной линзе Оспинского массива.

Неоднозначно проявляют себя базиты в офиолитовом комплексе. На схемах А.Н.Сутурина [18] они показаны отдельными телами, секущими гипербазиты и вмещающие породы. В разрезах, представленных автором, базиты, выраженные слабо или полностью измененными габброноритами, встречаются в трех пересечениях на разных уровнях по отношению к гипербазитам: в основании и кровле тальк-серпентинитовых пород (разрез I), в основании оталькованных серпентинитов (разрез VII) и среди серпентинитов (разрез VIII). Слабо измененные габбронориты сложены амфиболитизированными диопсидом и энстатитом, а также цоизитизированным плагиоклазом; полностью измененные базиты (Г-12/63 и Г-12/67-1 – таблица) представлены актинолитом и цоизитом. Химический анализ этих пород и эталонных габброноритов (Петро-

графический кодекс России, 2009 г.) показывает идентичность их составов.

На несогласное поведение базитов по отношению к гипербазитам, не отвечающее кумулятивной дифференциации офиолитов, указывают Ф.П. Леснов, Г.В. Пинус, В.В. Велинский [11] и др.

Контактные изменения вмещающих пород коснулись, главным образом, кремнистых доломитов и известковистых кварц-серицит-хлоритовых сланцев. В первых эти изменения выразились образованием в доломитах талька и ближе к контакту тремолита, вторые преобразовались в кварц-хлорит-цоизит-актинолитовые породы. В наименьшей степени контактоизмененными оказались туфы и катаклазированные плагиограниты. В туфах преобразованным является хлоритовый цемент, превратившийся в эпидот-актинолитовый агрегат, в гранитах милонитизированная масса преобразовалась в микрозернистый эпидот и цоизит. Не подверглись изменениям известняки и силициты.

Рассмотренные преобразования офиолитов и вмещающих пород характеризуют прогрессивную метаморфическую минеральную зональность по отношению к исходным породам, инвертированную относительно тектонических контактов. Такая картина противоречит магматической природе образования гипербазитов в регионе и в данном случае может быть объяснена лишь с тектонической позиции.

На тектонический контакт офиолитов с вмещающими породами указывают многие исследователи, определяя их как протрузивные пластины с клиновидными формами тел. А.Л. Книппер при этом утверждает, что при движении офиолитовых пластин возникает трение и разогрев контактирующих пород и, как следствие, происходит десерпентинизация офиолитов [6]. Температурный предел, порожденный этим явлением, определяется им в 500-600⁰ С.

По мнению автора настоящей работы, трение и прогрессирующее уве-

Химический состав габброноритов (%)

Окислы	ВСЕГЕИ	Г 12/63	Г-12/67-1
SiO ₂	43-52	46,51	46,90
TiO ₂	0,3-3,5	0,048	0,38
Al ₂ O ₃	12-19	20,52	19,49
Fe ₂ O ₃	0,5-10	2,19	1,93
FeO	4-16	3,12	2,62
MgO	4,5-12	8,64	9,83
CaO	5-14	15,84	14,97
Na ₂ O	1,5-2,5	0,85	1,15
K ₂ O	0,1-1	0,08	0,28

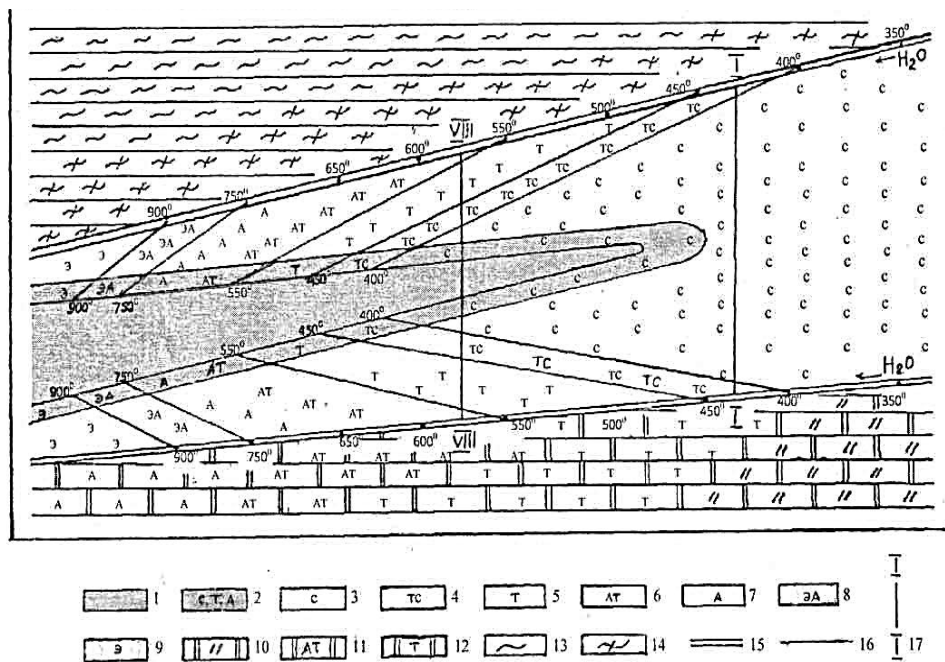


Рис. 4. Схема интродукции гипербазитов во вмещающие породы:

1–2 – гипербазиты: 1 – неизменные, 2 – слабоизмененные (С – серпентинизированные, Т – оталькованные, А – амфиболитизированные); 3 – серпентиниты; 4 – тальк-серпентиновые породы; 5 – талькиты; 6 – талькиты амфиболсодержащие; 7 – амфиболиты; 8 – амфиболиты энстатитсодержащие; 9 – тироксениты энстатитовые; 10–14 – вмещающие породы: 10 – доломиты кремнистые, 11 – доломиты тальк-амфиболсодержащие, 12 – доломиты тальк-содержащие, 13 – сланцы неизменные, 14 – сланцы измененные; 15 – тектонический контакт; 16 – температурная граница; 17 – уровни эрозионных срезов массивов гипербазитов в разрезах I и VIII

личение температуры (рис. 4) в контактовых зонах является главным фактором всех минеральных преобразований во внедряющихся офиолитах и окружающих их породах, начиная от начальной точки внедрения до конечной.

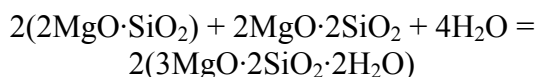
На рис. 4 показан порядок последовательного образования вторичных минералов в гипербазитах и вмещающих породах по мере нарастания температуры. Температурный градиент здесь повышается по ходу движения пластины гипербазитов вглубь окружающих пород и понижается по нормали от тектонических контактов в инвертируемом виде к центру пластины и в сторону неизменных вмещающих пород. Температура контактового трения, ее значение и градиент определяются такими факторами как толщина пластины, скорость ее движения, глубина проникновения во вмещающие породы и др., которые в итоге приводят к образованию разной мощности минеральных зон.

Интродукция офиолитов. Офиолиты Окино-Китойского района находятся в слабо метаморфизованных вулканогенно-осадочных и терригенно-карбонатных породах верхнерифейского возраста, отвечающих байкальскому геотектоническому циклу развития. Отделение офиолитов от субдуцирующей литосферной плиты происходило в верхнем рифее, в конце сархойского (барунгольского) времени. Внедрение их в окружающие породы осуществлялось в морской среде по ослабленным зонам с образованием двух тектонических контактов и шло по двум направлениям: нисходящему, через все рифейские породы до гарганского фундамента, и восходящему, от иркутской свиты до выхода в хушатайскую морскую акваторию [17].

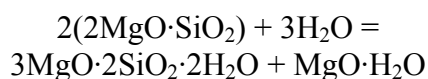
В обоих случаях единое офиолитовое тело при внедрении расчленилось на серию пластин, часть из которых включала в себя линзообразные формы

вмещающих пород. В процессе продвижения пластины приобретали клиновидную форму, на тектонических контактах происходил прогрессирующий разогрев пород и вызванные этим минеральные преобразования контактирующих пород. Гипербазиты, представленные дунитами, гарцбургитами и лерцолитами, при достижении на контакте температуры порядка 85-100⁰ подвергались серпентинизации. Серпентин, самый ранний вторичный минерал, возникает и существует в большом температурном интервале. Верхний предел его устойчивости определяется в 450⁰, при этом в зависимости от температуры разогрева возникают три политипных его разновидностей: лизардит – 85⁰-185⁰, хризотил – 160⁰-300⁰, антигорит – 220⁰-450⁰ [3, 19].

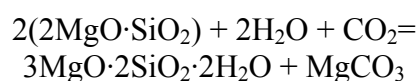
Образование лизардита сопровождается, как правило, появлением брусита и магнезита. Возникновение серпентина без брусита и магнезита возможно при гидратации двух молекул оливина и одной молекулы энстатита:



Получается, что первоначально серпентинизации подвергаются гарцбургиты, а далее, после реализации всего ортопироксена, в процесс вступают дуниты, когда при гидратации двух молекул оливина происходит образование серпентина и брусита:



С участием двуокиси углерода при гидратации двух молекул оливина происходит образование серпентина и магнезита:

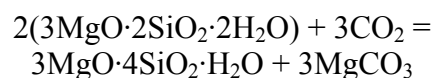


В представленных выше разрезах серпентиниты обогащены преимуще-

ственно одним магнезитом, гораздо реже одним бруситом и отмечаются серпентиниты, в которых совместно развиваются два минерала. Из двух сопутствующих образованию серпентина минералов недолговечным является брусит. При температуре выше 350⁰ он разлагается на MgO и H₂O. Высвобождающийся MgO в присутствии CO₂ ведет, по всей вероятности, к образованию новой порции магнезита с температурой гомогенизации 360-380⁰ [8]. Диссоциирует магнезит на составляющие при 580-680⁰.

Важнейшим моментом в образовании серпентина является вопрос об источнике его гидратации. За многолетнюю историю изучения этого процесса высказывались предположения, что гидратация серпентина происходит за счет воды из вмещающих пород, вод метеорных, гидротермальных, морских и др. Предпочтение здесь отдавалось преимущественно морской воде. В данном случае, когда отрыв и внедрение офиолитов происходили исключительно в морской среде, воды, участвующие в серпентинизации гипербазитов могли быть только морскими, которые проникали и поступали к контактирующим породам по тектоническим зонам.

При достижении на контактах интродуцирующего тела температуры 400⁰ в серпентинитах появляется тальк [13]. Вначале это мелкие (не более 1 мм) изоморфные образования, затем по мере увеличения температуры тальк развивается по трещинам и, разрастаясь, образует крупные узорчато-бесформенные массы с «окнами» серпентина. В целом, образование талька по серпентину – процесс изохимический, из двух молекул серпентина образуется молекула талька, а освободившийся MgO в присутствии CO₂ вновь продуцируется в магнезит.



Благодаря этому процессу, неудивительным является присутствие большого количества магнезита (до 40%) в талькитах. Участвующий в образовании магнезита CO_2 является мантийным флюидом, который постоянно на протяжении всей истории развития Земли поступал из мантии в атмосферу.

Предел устойчивости талька достаточно высокий ($850-900^\circ$), но с температуры выше 550° (по некоторым данным выше 470°) по тальку развивается амфибол, чаще всего антофиллит, реже куммингтонит и (в присутствии СаО) тремолит [14]. Все разновидности амфибола находятся в талькитах, вблизи тектонических контактов, количество его в рассмотренных разрезах невелико, не более 10%. Верхний предел устойчивости антофиллита 750° , тремолита – 900° . Выше этих температур по антофиллиту и тремолиту образуется вторичный энстатит, не наблюдавшийся ни в одном из представленных выше разрезов. Получается, что предельная температура на тектонических контактах внедрявшихся офиолитов не превышала $750-900^\circ$.

В свете сказанного определяется вполне конкретно область образования поделочного камня – нефрита. Сложный спутано волокнистым магнезиальным амфиболом (антофиллитом, куммингтонитом, тремолитом, актинолитом) в сочетании с тальком и реже серпентином, нефрит в рассматриваемых массивах, место его образования, должно находиться вблизи тектонических контактов, в высокотемпературной зоне. С тектоникой, поступательным движением разогретой пластины, возможно, связано образование спутано волокнистого строения нефрита.

В отдельных разрезах на тектонических контактах талькиты и тальк-серпентиновые породы перекрываются и подстилаются цоизит-актинолитовыми породами – термально измененными базитами, описанными выше.

Контактовые изменения вмещающих пород коснулись, главным образом,

кремнистых доломитов и известковистых кварц-серицит-хлоритовых сланцев. По отношению к прогрессивной метаморфической минеральной зональности офиолитов здесь во вмещающих породах наблюдается обратная – инвертированная регрессивная зональность.

Так, Р.Колман, обозначая обдукцией надвигание офиолитов на континентальную окраину, характеризует это явление на примере четырех регионов: о. Ньюфаундленд, о. Кипр, Оманские горы и территория Восточного Папуа – Новой Гвинеи [7]. При обдукции образуется тектонический покров офиолитов с одним четко выраженным нижним тектоническим контактом. Над ним гипербазиты в разной мере серпентинизированы: в наибольшей степени вблизи контакта, незначительно вдали от него. Ниже контакта породы автохтона меланжированы, разбиты на крупные аллохтонные блоки, метаморфизованы в пределах нескольких сотен метров до амфиболитов. Надвинутые офиолиты состоят из четырех наслоенных единиц (от гипербазитов до базальтов), не содержат в себе линзы подстилающих пород и повсеместно трансгрессивно перекрываются осадочными породами, определяющими возраст обдукции.

При интродукции офиолиты в виде клиновидной пластины внедряются в окружающие породы, образуя два тектонических контакта. В процессе движения крупные пластины разделяются на серию отдельных единиц офиолитовой ассоциации (пример боксонского и ильчирского комплексов), включают в себя, как правило, линзообразные фрагменты вмещающих пород. При трении внедряющейся пластины с вмещающими породами возникает прогрессивно увеличивающееся нагревание контактирующих пород, которое приводит к вышеописанному зонально выраженному минеральному преобразованию.

С представленных позиций в Восточном Саяне обдукции с указанными признаками обязано образование лишь одного Шишхидского офиолитового

массива в МНР [9], все остальные массивы возникли и перемещались в ходе интродукции. Вполне возможно, что появление офиолитов в земной коре определяли и первый, и второй аллохтонные процессы. Так, многие массивы Урала – Баженовский, Алапаевский, Тувы – Актоврацкий; Северного Забайкалья – Молодежный и другие несут явные признаки интродукции: двусторонние тектонические контакты, клиновидные формы тел, гипербазитовые ядра, зональные серпентин-тальковые «рубашки» и др.[12].

Автор благодарит сотрудников иркутского Института геохимии им. В.А. Виноградова СО РАН М.А. Горнову и А.М. Федорова за предоставленный каменный материал по некоторым массивам.

Библиографический список

1. Абдуллаев З.Б. О взаимоотношении гипербазитов и вмещающих пород складчатых областей // Литосфера. 2010. № 1. С. 103–110.
2. Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. С. 122.
3. Варлаков А.С. Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. Свердловск: Наука, 1986. 226 с.
4. Велинский В.В., Пинус Г.В. Некоторые общие вопросы генезиса альпинотипных гипербазитов // Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973. С. 360–376.
5. Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляр Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна. // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34–58.
6. Книппер А.Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма // Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969. С. 116–132.
7. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
8. Крупенин М.Т., Гараева А.А. К характеристике флюидного режима магнетитового метасоматоза на саткинских месторождениях (криотермометрия флюидных включений в синрудном кварце) // Месторождения полезных ископаемых. Ежегодник-2010, тр.ИГГУрО РАН. 2011. Вып. 158. С. 152–156.
9. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел, 2004. 194 с.
10. Леснов Ф.П., Агафонов Л.В. Материалы к геологии и петрологии Баянхонгорского базит-гипербазитового пояса в Центральной Монголии // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980. С. 27–54.
11. Леснов Ф.П., Пинус Г.В., Велинский В.В. Взаимоотношения ультраосновных пород и ассоциирующих с ними габброидов в складчатых областях // Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1973. С. 44–56.
12. Месторождения хризотил-асбеста СССР. М.: Недра, 1967, 468 с.
13. Минералы. Слоистые силикаты. М.: Наука, 1972. Т.4, вып.1. С. 683.
14. Минералы. Ленточные силикаты. М.: Наука, 1981. Т.3, вып.3. С.398.
15. Минералы. Силикаты со двоянными кремнекислородными тетраэдрами. М.: Наука, 1972. Т.3, вып.1. С. 883.
16. Семейкин И.Н., Дольник Т.А., Титоренко Т.Н. Циклическая стратиграфия и рудоносность рифей-палеозойских отложений Окино-Китойского района (Восточный Саян). Ч. 2: Китойский район // Известия СО Секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2007. Вып. 4 (30). С. 46–56.
17. Семейкин И.Н., Палеогеографическая и геодинамическая обстановки формирования рифей-палеозойских образований Окино-Китойского металлогенического пояса (Восточный Саян) // Известия СО Секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2008. Вып. 6 (32). С. 93–104.

18. Сутурин А.Н. Геохимия гипер-
базитов Восточного Саяна. Новоси-
бирск: Наука, 1978. 118 с.

19. Штейнберг Д.С., Чашухин И.С.
Серпентинизация ультрабазитов. М.:
Наука, 1977. С. 312.

Рецензент кандидат геолого-минералогических наук,
доцент, заведующий кафедрой полезных ископаемых
Иркутского государственного университета В.И. Переляев